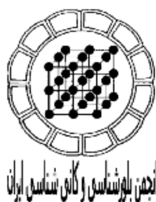
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ اول، بهار ۹۹، از صفحهٔ ۹۵ تا ۱۱۰



سنگ شناسی و زمین شیمی بخش گابرویی افیولیت دشت سمسور، جنوب شرق ایران

جلیل احمد کریمزایی، حبیب بیابانگرد*، ساسان باقری

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران.

(دریافت مقاله: ۹۷/۱۲/۴، نسخه نهایی: ۹۸/۴/۲)

چکیده: افیولیت سمسور، در استان سیستان و بلوچستان و ۲۱۰ کیلومتری جنوب غربی شهر زاهدان واقع است. از نظر تقسیمات ساختاری و رسوبی ایران، این افیولیت در کنار گسل نصرت‌آباد - کاروندر و جزو پهنه زمین درز سیستان است. عمده واحدهای سنگی این افیولیت را واحدهای فرامافیک، واحدهای گابرویی (لایه‌ای و توده‌ای) و واحدهای دُلریتی تشکیل می‌دهند. در بررسی‌های میکروسکوپی، ترکیب سنگ‌شناسی واحدهای مورد بررسی در این افیولیت شامل لرزولیت، گابرو، اولیوین گابرو و دیاباز است که دارای بافت‌های دانه‌ای، شبکه‌ای، انباشتی، پورفیری و پوست ماری سنگ‌ها هستند. در نمودارهای زمین شیمیایی رده‌بندی، در گستره سنگ‌های گابرو و گابروی پیکریتی قرار دارند. استفاده از نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی ماگمایی نشان می‌دهد که ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین این افیولیت از ماگماهای نوع مُورب پشته‌های میان اقیانوسی است. بررسی مقدار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت و مُورب نشان می‌دهند که مقادیر عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HRRE) غنی‌شدگی دارند و نسبت به بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی مورب غنی‌شده (E-MORB) و مورب عادی (N-MORB) غنی‌تر هستند و نزدیکی بیشتری به E-MORB نشان می‌دهند. بررسی توالی‌های بلورهای انباشتی در بخش گابروهای لایه‌ای نشان دهنده ترتیب تبلور اولیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است که شباهت بسیاری به تبلور جدایشی ماگماهای تولئیتی پشته‌های میان اقیانوسی دارد.

واژه‌های کلیدی: *گابروی انباشتی؛ کورین؛ دشت سمسور؛ پهنه زمین درز سیستان؛ افیولیت.*

مقدمه

افیولیت به مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین فرامافیک و مافیک درونی و بیرونی و رسوب‌های مناطق عمیق دریایی با ماهیت پوسته اقیانوسی و گوشته بالایی گفته می‌شود [۱] که معمولاً سبز رنگ [۲] هستند. افیولیت‌ها بیشتر در اثر تنش‌های زمین ساختی به هم ریخته [۳] و در حد رخساره شیست سبز و گاه تا آمفیبولیت دچار دگرگونی شده‌اند [۴]. افیولیت‌ها در واقع بخش‌هایی از پوسته اقیانوسی و گوشته بالایی هستند که طی فرورانش روی پوسته قاره‌ای رانده شده‌اند [۵-۸]. آنها نقش ارزنده‌ای در شناخت دگرگونی‌های زمین دینامیکی پوسته زمین دارند [۹]. در سال‌های اخیر، افیولیت‌ها را بر اساس درجه ذوب‌بخشی به دو گروه هارزبورژیتی و لرزولیتی تقسیم نموده‌اند [۱۰-۱۲]. در مورد افیولیت‌های ایران، پژوهش‌های گسترده‌ای از نظر سن و فراوانی [۱۴،۱۳] ، موقعیت مکانی [۱۵-۱۷]، روابط صحرایی حاکم بر پریدوتیت‌های آنها [۱۸] و چگونگی تشکیل آنها [۱۹] انجام شده است. افیولیت دشت سمسور تاکنون بررسی و پیشینه پژوهشی پیرامون آن اندک است. تنها در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ حسن آباد کورین [۲۰] به آن اشاره شده است و این افیولیت را با سن کرتاسه پسین مشخص نموده‌اند. در این نوشتار، هدف بررسی ویژگی‌های سنگ شناسی و خاستگاه احتمالی واحدهای گابرویی این افیولیت برای نخستین بار است.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۳۴۰۸۵۲۶، پست الکترونیکی: h.biabangard@science.usb.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.7.7]

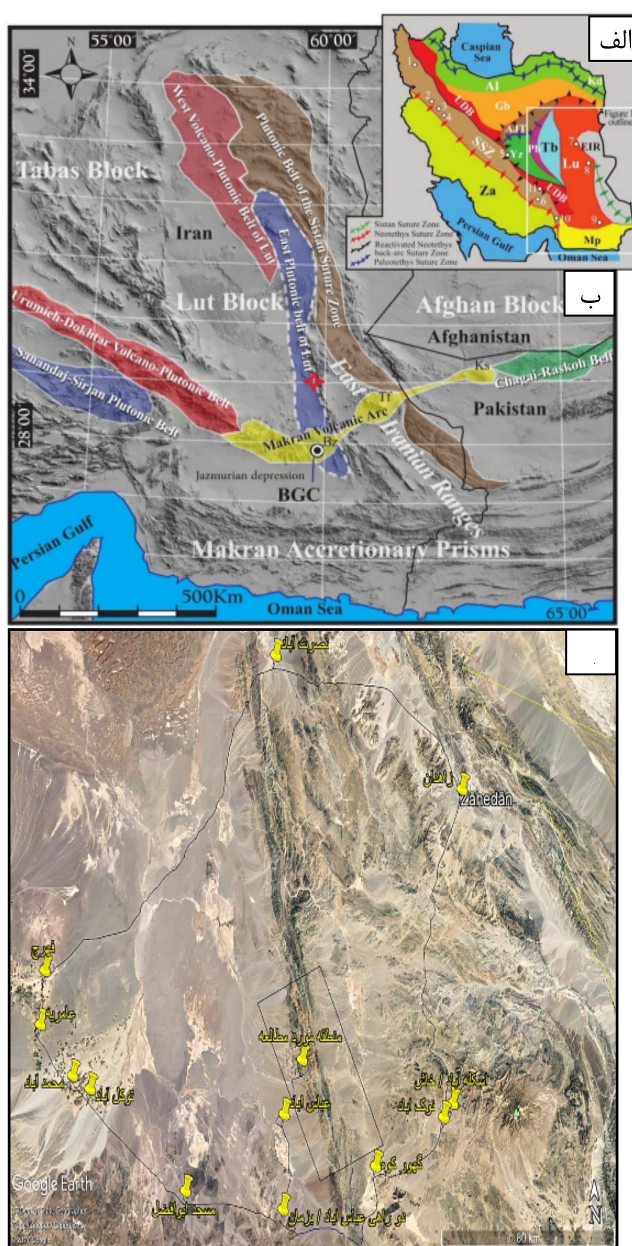
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.95]

روش پژوهش

طی پیمایش‌های صحرایی در دو نوبت از همه واحدهای افیولیتی و سنگ‌های میزبان منطقه مورد بررسی به طور هدفمند تعداد ۱۵۰ نمونه برداشت شد. سپس از آنها مقاطع نازک تهیه و توسط میکروسکوپ قطبشی المپیوس در دو حالت نور قطبیده صفحه‌ای (PPL) و متقاطع (XPL) بررسی شدند. به منظور بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین سازنده افیولیت مورد نظر، تعداد ۱۲ نمونه انتخاب و به شرکت MS Analytical کانادا ارسال شد. در آنجا، عناصر اصلی به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی ایکس (XRF) و عناصر فرعی و کمیاب به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS)، تجزیه شیمیایی شدند. برای پردازش و رسم نمودارها از نرم افزارهای Igpet نسخه ۲۰۰۵ [۲۱] و GCDKit نسخه ۲،۱،۱ [۲۲] استفاده شد.

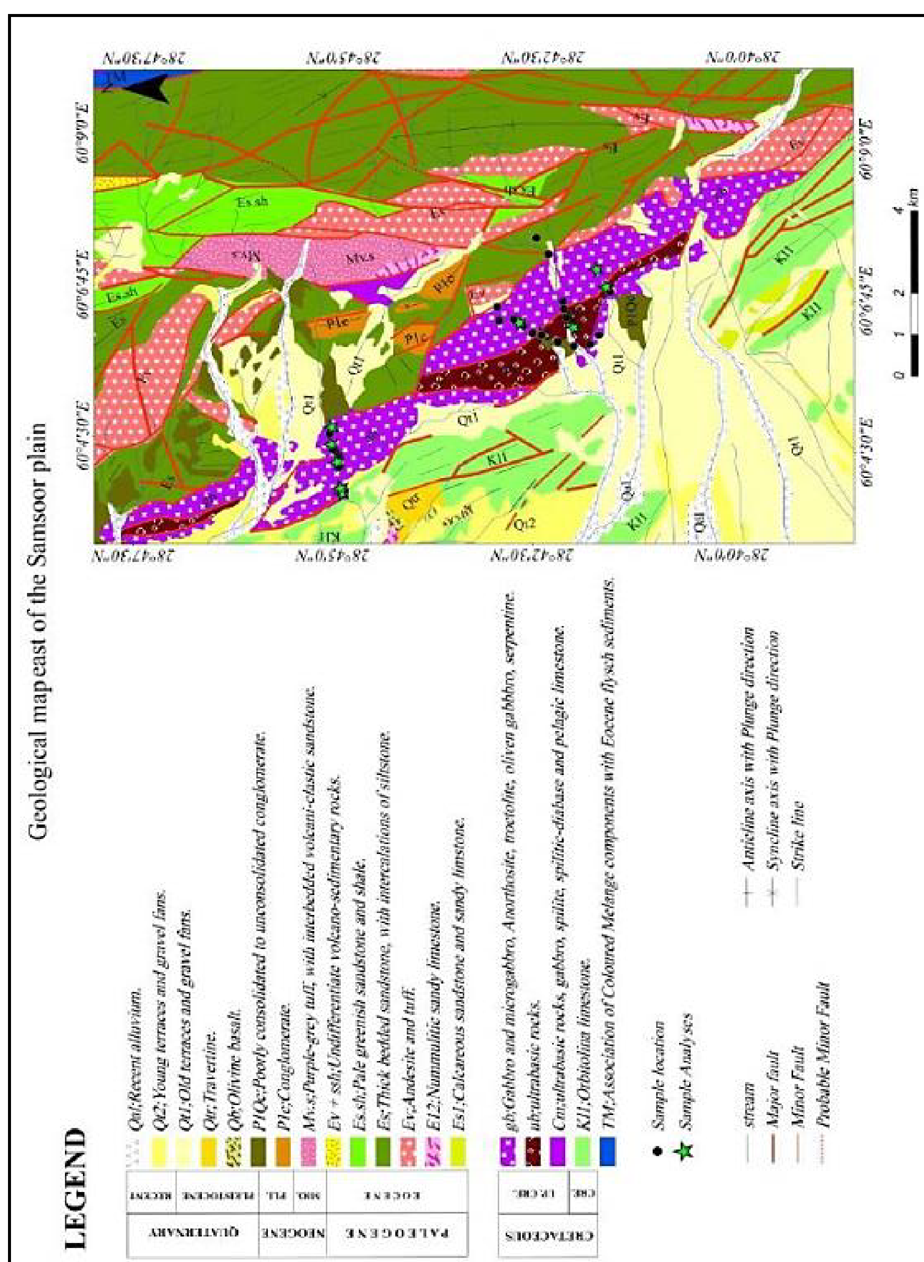
زمین‌شناسی

افیولیت دشت سمسور در کرانه شرقی قطعه لوت [۲۳] واقع است (شکل‌های ۱ الف و ب). آسانترین راه دسترسی به منطقه مورد بررسی از طریق جاده خاش به اسکل آباد، گوهرکوه تا روستای عباس‌آباد به فاصله‌ای حدود ۲۱۰ کیلومتر است.



شکل ۱ الف: واحدهای اصلی زمین ساختی چینه نگاری ایران (بر گرفته از مراجع [۱۸، ۲۳]، ب) - واحدهای اصلی زمین‌ساختی چینه‌نگاری ایران، اصلاح شده از [۲۳]، پ) جایگاه جغرافیایی منطقه مورد بررسی و راه‌های دسترسی به آن.

از روستای عباس آباد تا منطقه مورد بررسی، ۳۰ کیلومتر فاصله است که منطقه در ارتفاعات شرق دشت سمسور واقع است (شکل ۱ پ). مهمترین واحدهای سنگی منطقه در نقشه زمین-شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ حسن‌آباد کورین [۲۰] با انجام تصحیحات در شکل ۲ نشان داده شده است. قدیمی‌ترین رخنمون‌های منطقه لایه‌های آهک زرد تا خاکستری (به سن کرتاسه) با ضخامت به نسبت زیاد (شکل ۳) و از جمله واحدهای شاخص قطعه لوت هستند. افیولیت سمسور (کرتاسه پسین) در شرق این سنگ‌ها برونزد دارد (شکل ۲). قاعده این افیولیت را پریدوتیت‌های زمین‌ساخته و سرپانتینی شده تشکیل می‌دهد که یکی از واحدهای مهم سنگی موجود در منطقه است، که در نمونه صحرایی دارای رنگ‌های تیره، سیاه و در نمونه‌های با سطوح تازه به رنگ سبز تیره تا سیاه هستند (شکل ۴). اصلی-ترین و فراوان‌ترین واحدسنگی افیولیت مورد نظر واحدهای گابرویی است که به صورت توده‌ای و لایه‌ای (شکل‌های ۵ الف تا پ)، دیده می‌شوند و دارای مرز گسلیده با مجموعه‌های آهکی و پریدوتیتی هستند. وجود لایه‌بندی منظم (انباشتی) در گابروهای منطقه (شکل ۵ ت) از شواهد ماگمایی است.



شکل۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی، برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ حسن‌آباد کورین [۲۰] با تغییرات در محیط نرم افزار Arc GIS.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.7.7]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.95]



شکل ۳ مجموعه‌های آهکی منطقه مورد بررسی، دید به سمت شمال غرب.



شکل۴ واحد پریدوتیت زمین ساخته و سرپانتینی شده افیولیت دشت سمسور، دید به سمت شمال.



شکل ۵ انواع بافت‌های صحرایی در واحدهای گابرویی: الف) توده‌ای، ب،پ) نواری، ت) نمایی نزدیکتر از بافت انباشتی.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.7.7]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.95]

گابروهای منطقه بیشتر به صورت تیره تا مایل به سبز رنگ و در نمونه دستی دانه‌ای هستند. این واحد در بعضی از مناطق مورد بررسی به شدت دچار دگرسانی شده و در آنها دایک‌های دیابازی نفوذ کرده‌اند (شکل ۶). این دایک‌ها گسترش بسیاری در مجموعه افیولیتی منطقه ندارند، در سطح هوازده به رنگ سیاه و در نمونه تازه به رنگ تیره مایل به سبز تا خاکستری بوده و از نظر دانه‌بندی ریزدانه‌اند و ترکیبی شبیه گابروها دارند. آنها ضخامتی حدود ۵۰ سانتی‌متر و راستای شمال غرب-جنوب شرق دارند. واحدهای فلیشی ائوسن به رنگ قهوه‌ای تا سبز، شامل شیل، ماسه سنگ، میان لایه‌های آهکی و کنگلومرا هستند و بلندترین ارتفاعات منطقه را تشکیل می‌دهند (شکل ۷). افق‌های تراورتن با رنگ کرمی تا شیری جدیدترین واحدهای منطقه هستند که کنار واحدهای آهکی و گابرویی دیده می شوند (شکل ۸).



شکل۶ دایک‌های دیابازی نفوذ کرده در مجموعه‌های گابرویی، دید به سمت شمال غرب.



شکل۷ نمای از مجموعه‌های ماسه سنگی و شیلی منطقه، دید به سمت شمال شرق.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.7.7]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.95]



شکل ۸ مجموعه تراورتن منطقه، دید به سمت شمال شرق.

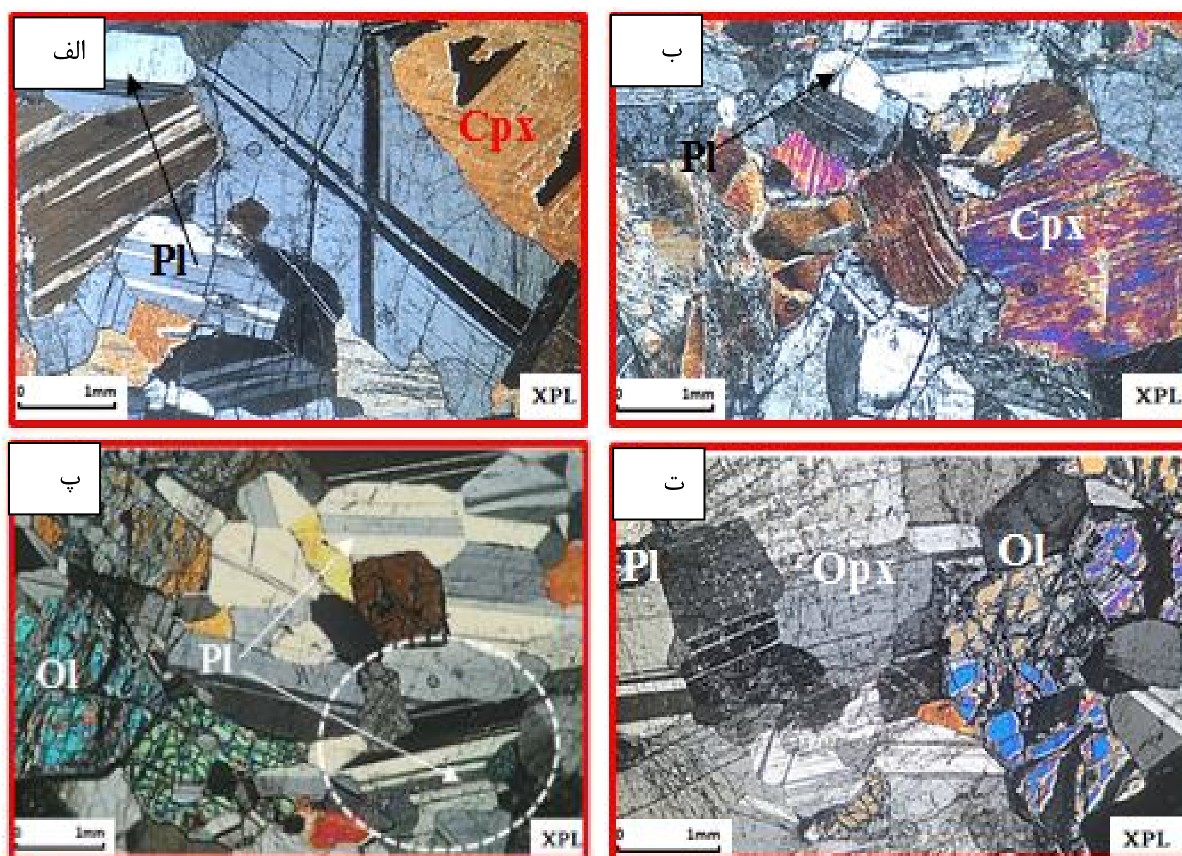
سنگ‌نگاری

واحدهای سنگی افیولیت دشت سمسور را سنگ‌های گابرویی، هارزبورژیتی، دونیتی و به مقدار کم پلاژیوگرانیت به شرح زیر تشکیل می‌دهند.

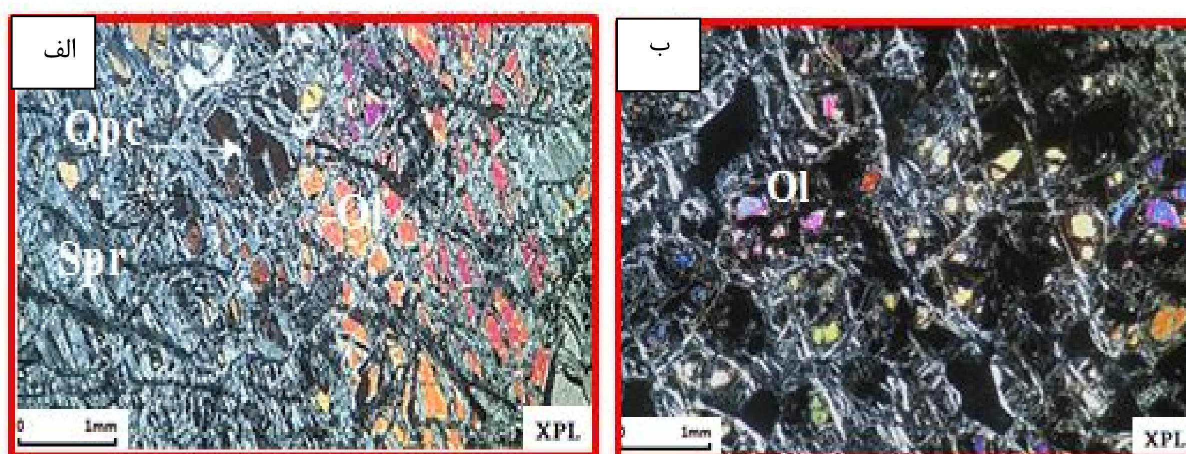
گابروها: در نمونه‌های میکروسکوپی، گابروها دربردارنده کانی-های اصلی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن هستند. پلاژیوکلاز مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی سازنده این سنگ‌ها (۵۰ تا ۶۵ درصد حجمی) در اندازه ۱ تا ۲ میلیمتر است. آنها اغلب شکل-دار تا نیمه شکل‌دار و دارای ماکل چندریخت هستند (شکل ۹ الف). کلینوپیروکسن از نوع اوژیت (۲۵ تا ۳۵ درصد حجمی)، به صورت درشت دانه و شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است (شکل ۹ ب). اولیوین در برخی از گابروها به ۵ تا ۱۵ درصد می‌رسد که اغلب به صورت دانه درشت تا دانه ریز و بدون شکل است و در بعضی از قسمت‌ها به سرپانتین و کلریت تجزیه شده‌اند؛ این سنگ‌ها را می‌توان اولیوین گابرو نامید (شکل ۹ پ). گروهی از گابروهای منطقه با دارا بودن اولیوین بیشتر از پیروکسن و فراوانی پلاژیوکلاز، از نوع ترکتولیت هستند (شکل ۹ ت). کانی‌های فرعی و ثانویه این سنگ‌ها کلسیت، کلریت و سرپانتین برآمده از تجزیه اولیوین و پیروکسن هستند. بافت غالب گابروهای منطقه دانه‌ای و پوست ماری است. بررسی اصولی واحدهای گابرویی منطقه از پایین به بالا، و به طور مجزا با میکروسکپ نشان می‌دهد که آنها بهم وابسته‌اند.

لرزولیت‌ها: این سنگ‌ها از جمله مهمترین سنگ‌های فرامافیک افیولیت سمسور هستند که در اصل از اولیوین، پیروکسن و به طور فرعی از اسپینل تشکیل شده‌اند. کانی‌های ثانویه آنها کلسیت، کلریت و اپیدوت هستند. کانی اولیوین در برخی از نمونه‌ها حدود ۹۰ درصد حجمی کانی‌ها را تشکیل می‌دهد و بافت اوّلیه آن در بعضی از نمونه‌ها به دلیل دگرسانی شدید به سرپانتین، قابل تشخیص نیست. سرپانتین‌ها اغلب دارای بافت شبکه‌ای هستند. پیروکسن از نوع کلینوپیروکسن، نیمه‌شکل‌دار و نسبت به اولیوین کمتر دگرسان شده است و به طور نامنظم در بین بلورهای اولیوین که همه سرپانتینی شده‌اند، قرار دارند (شکل ۱۰). اسپینل تنها کانی فرعی است که به صورت شکل-دار و نیمه شکل‌دار در اندازه‌ای متوسط در میان کانی‌های اولیوین دیده می‌شود.

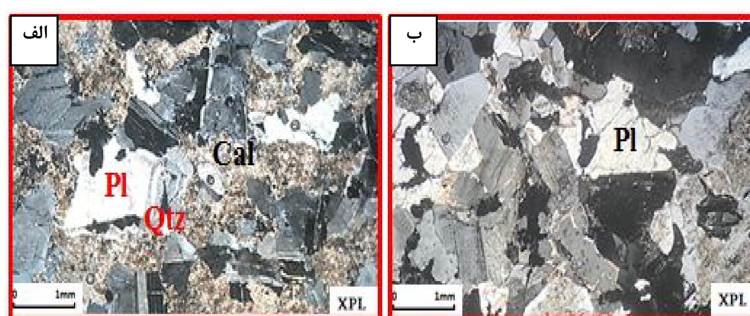
پلاژیوگرانیت‌ها: این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپی دربردارنده کانی‌های پلاژیوکلاز وکوارتز هستند (شکل ۱۱). پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی سازنده آنها (حدود ۷۵ درصد حجمی) و طور معمول شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و اغلب دارای ماکل چندریخت است. هورنبلند (حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد) در مقاطع طولی کشیده و معمولاً دچار دگرسانی شده است. کوارتز (۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی) اغلب به صورت نیمه شکل‌دار تا بی شکل است. این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای متوسط‌دانه هستند (جدول ۱).



شکل۹ تصاویری میکروسکوپی از گابروهای، مجموعه افیولیتی دشت سمسور: الف) پلاژیوکلاز (Pl) دانه درشت با ماکل چندریخت و کارلسباد، کلینوپیروکسن(Cpx)، ب) وجود پلاژیوکلاز(Pl) و کلینوپیروکسن(Cpx) که هر دو در حال دگرسان شدن هستند، پ) بلورهای سالم و دانه درشت پلاژیوکلاز(Pl) با ماکل چندریخت، کارلسباد و کانی دانه درشت اولیوین(Ol) در اولیوین گابرو، ت) کانی پلاژیوکلاز(Pl) به نسبت سالم، دارای ماکل چندریخت و کانی‌های اولیوین (Ol) و ارتوپیروکسن (Opx) در ترکتولیت ها (همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع (XPL) با بزرگ‌نمایی 40X تهیه شده‌اند).



شکل۱۰ تصاویری میکروسکوپی از لرزولیت های مجموعه‌ی افیولیتی شرق دشت سمسور: الف) وجود کانی‌های اولیوین(Ol)، کدر (Opc) و سرپانتین (Spr) در سنگ که حجم بیشتر سنگ را اولیوین تشکیل داده، در حال تجزیه به سرپانتین بوده و باعث ایجاد، بافت شبکه‌ای گردیده است، ب) وجود حجم بالای کانی اُپک در بین کانی‌های اولیوین(Ol) و سرپانتین(Spr) (همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع، XPL، با بزرگ-نمایی 40X تهیه شده‌اند).



شکل۱۱ تصاویری میکروسکوپی از پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی شرق دشت سمسور: الف) درشت بلور پلاژیوکلاز(Pl) با ماکل شاخص چندریخت همراه با کوارتز(Qtz) دانه ریز در زمینه، هورنبلند (Hlb) و پلاژیوکلازهای در حال دگرسان شدن به کلسیت(Cal). و ب) بلورهای دانه درشت پلاژیوکلاز(Pl) به نسبت سالم با ماکل چندریخت همراه با مقدار کمی کلریت (Chl) در زمینه سنگ (همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع، XPL، با بزرگ‌نمای 40X تهیه شده‌اند).

جدول۱ نتایج تجزیه عناصر اصلی به روش XRF (برحسب درصد وزنی) و عناصر کم مقدار بر حسب قسمت در میلیـون (ppm)، (GB = گـابرو ، Di= دیاباز، Ub = فرامافیک (دونیت) ، PLG = پلاژیوگرانیت)

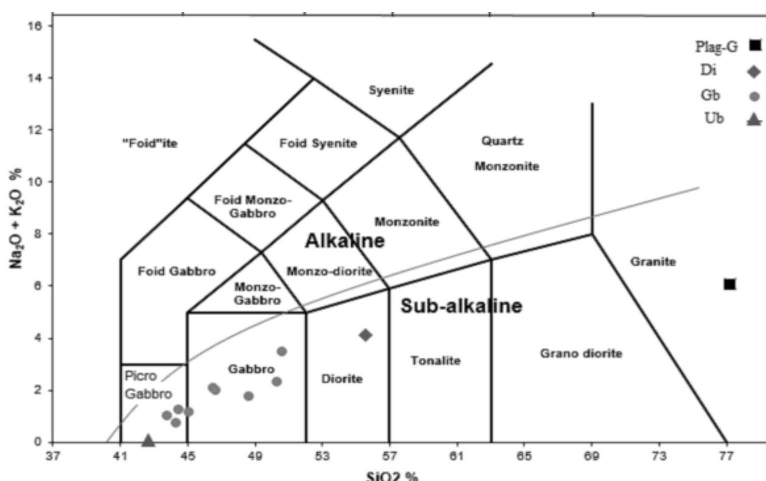
نمونه	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	Ub	Di	PLG
SiO_2	۴۲٫۷۷	۴۵٫۱۱	۴۳٫۰۶	۴۷٫۸۸	۴۸٫۹۷	۴۵٫۳۱	۴۰٫۷۲	۴۲٫۶۸	۴۹٫۳۸	۳۸٫۴۲	۵۴٫۱	۷۶٫۳
TiO_2	۰٫۱۸	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۲۲	۰٫۱۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۳	۰٫۰۱	۰٫۸۲	۰٫۱۲
Al_2O_3	۱۲٫۲۹	۲۰٫۸۶	۲۰٫۳۳	۱۸٫۷۷	۲۳٫۰۲	۲۸٫۲۳	۱۷٫۷	۱۴٫۷۱	۱۷٫۹۸	۰٫۶۵	۱۶٫۷	۱۲٫۷
Fe_2O_3	۱۰٫۳۲	۶٫۹۹	۵٫۹۸	۵٫۳۷	۲٫۴۷	۲٫۲۹	۴٫۸۳	۳٫۸۴	۴٫۰۲	۷٫۶	۷٫۴۸	۰٫۸۶
FeO	۹٫۰۵	۵٫۶۹	۴٫۷۲	۳٫۷۳	۰٫۸۸	۰٫۷۸	۳٫۶۲	۲٫۴۰	۲٫۲۹	۲٫۹۳	۵٫۳۳	۰٫۸۶
MnO	۰٫۱۵	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۰۱
MgO	۲۰٫۹۶	۱۳٫۲۵	۱۵٫۲۶	۱۱٫۰۲	۴٫۷۷	۵٫۱۲	۱۸٫۰۳	۱۲٫۲۵	۹٫۲۱	۴۲٫۵۳	۴٫۸۳	۰٫۴۹
CaO	۸٫۷۷	۹٫۹۲	۱۱٫۱۴	۱۴٫۵۹	۱۳٫۹۳	۱۴٫۰۲	۱۰٫۱۶	۲۱٫۷۹	۱۴٫۹۸	۰٫۷۲	۷٫۴۳	۱٫۹۴
Na_2O	۱٫۱۷	۱٫۸۹	۱٫۰۵	۱٫۷	۳٫۲۳	۱٫۷۳	۰٫۸۸	۰٫۶۸	۲٫۲۰	۰٫۰۴	۲٫۸۰	۵٫۸۵
K_2O	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۱۱	۰٫۳۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰۱٫۲۲	۰٫۱۴
P_2O_5	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۱۵	۰٫۰۲
BaO	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۱
SrO	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۱
Cr_2O_3	۰٫۱۷	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۲	۰٫۱۸	۰٫۰۵	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۱۷	۰٫۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱
(LOI)مواد فرار	۴٫۰۷	۳٫۶۴	۴٫۷۹	۱٫۶۷	۳٫۵۱	۲٫۶۴	۷٫۶۴	۳٫۹۵	۳٫۹۶	۱۱٫۲۷	۲٫۴۶	۱٫۱۳
مجموع	۱۰۰٫۹۴	۱۰۱٫۸۵	۱۰۱٫۸۱	۱۰۱٫۵۵	۱۰۰٫۴	۹۹٫۸۳	۱۰۰٫۲۵	۱۰۰٫۲۸	۱۰۰٫۳۵	۱۰۱٫۷۵	۹۸٫۳	۹۹٫۶
Mg#	۷۰٫۶۷	۷۰٫۷۰	۷۷٫۲۰	۷۵٫۰۰	۸۴٫۸۷	۸۷٫۰۹	۸۴٫۲۷	۸۷٫۲۱	۴۸٫۱۷	۸۴٫۱۵	۸۰٫۳۸	۳۶٫۵۶
Sr	۵۴۰٫۱	۱۹۸٫۹	۱۳۸٫۱	۲۰۵٫۲	۴۰۸	۲۹۴٫۱	۸۳٫۳	۹۹۹٫۱	۲۵۳٫۴	۱۵٫۵	۳۸۱٫۲	۱۴۶٫۴
Rb	۱٫۲	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۵	۱٫۲	۵	۰٫۳	۰٫۶	۰٫۸	۰٫۳	۳۴٫۲	۱٫۷
Cs	۱۰٫۳۵	۰٫۶۱	۰٫۳۷	۱٫۰۶	۰٫۷۵	۹٫۰۳	۵٫۸۱	۵٫۸۴	۱٫۰۲	۳٫۴۶	۳٫۳۴	۲٫۲۱
Ba	۱۷	۱٫۴	۰٫۵	۲٫۶	۵٫۳	۹٫۲	۲٫۳	۲۲٫۱	۴٫۳	۰٫۵	۴۰۴٫۲	۴۴٫۹
Nb	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۸٫۱	۲
Ta	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۶	۰٫۲
V	۸۵	۱۵	۲۶	۱۲۷	۹۶	۲۴	۴۲	۱۲۷	۱۶۳	۴۴	۱۸۰	۱۴
Cr	۱۱۷۵	۳۳	۲۴۱	۱۳۳۳	۱۳۲۹	۳۱۷	۸۵۹	۶۴۴	۱۲۱۱	۲۳۰۹	۸۴	۲۱
Ni	۷۱۷٫۹	۲۶۳٫۴	۳۶۱٫۱	۲۳۴٫۹	۱۰۹	۱۲۱٫۲	۶۴۶٫۴	۱۹۷٫۷	۱۴۲٫۲	۲۱۲۸٫۱	۱۵٫۷	۳٫۵
Co	۸۰٫۴	۵۸٫۵	۵۱٫۳	۳۴٫۵	۱۳٫۱	۱۷٫۵	۵۲	۳۰٫۸	۲۴٫۹	۹۵٫۴	۱۸٫۸	۱
Ti	۱۱۲٫۲۷	۳۱٫۰۵	۲۵٫۱۱	۱۳۴٫۰۷	۱۰۵٫۴۹	۴۳٫۰۸	۴۵٫۱۷	۵۶٫۰۸	۱۸۳٫۳۸	۶٫۶۶	۵۰۳٫۹۳	۷۲٫۷۶
Y	۳٫۵	۰٫۵	۰٫۷	۴٫۸	۳٫۹	۱٫۲	۲	۳٫۳	۷٫۲	۰٫۵	۲۱٫۹	۷٫۲
U	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۱٫۴	۰٫۱۶
Th	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۲۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۵٫۸۱	۰٫۰۵
Hf	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۲	۳٫۸	۲٫۴
Eu	۰٫۲۷	۰٫۲۴	۰٫۱۳	۰٫۳۴	۰٫۳۳	۰٫۲۶	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۳۹	۰٫۰۳	۱٫۱۵	۰٫۴۱
TS	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Ga	۸٫۹	۱۲٫۷	۱۰٫۲	۱۲٫۸	۱۴٫۸	۱۲٫۸	۸٫۷	۶٫۵	۱۳٫۲	۱٫۱	۱۸	۱۴٫۷
P	۲٫۲۷	۲٫۲۶	۲٫۲۹	۲٫۲۲	۲٫۲۶	۲٫۲۴	۲٫۳۵	۲٫۴۲	۳۳٫۵۶	۲٫۲۷	۲٫۲۳	۴٫۴۱
La	۰٫۶	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۴	۰٫۱	۲۱٫۹	۶٫۳
Ce	۱٫۳	۰٫۷	۰٫۴	۱٫۳	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۴	۰٫۳	۱٫۳	۰٫۱	۴۴٫۱	۱۲٫۸
Pr	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۰۷	۰٫۲۴	۰٫۱۶	۰٫۱۳	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۲۲	۰٫۰۳	۴٫۹۹	۱٫۴
Nd	۱٫۱	۰٫۴	۰٫۳	۱٫۲	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۴	۱٫۵	۰٫۱	۲۰	۴٫۸
Sm	۰٫۳۶	۰٫۱	۰٫۰۸	۰٫۴۹	۰٫۳۶	۰٫۲	۰٫۱۷	۰٫۲۱	۰٫۶۱	۰٫۰۳	۴٫۰۶	۰٫۹۱
Gd	۰٫۵۲	۰٫۰۸	۰٫۱	۰٫۷	۰٫۴۹	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۳۶	۰٫۹۹	۰٫۰۵	۳٫۹۷	۰٫۸۸
Tb	۰٫۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۱۸	۰٫۰۱	۰٫۶۵	۰٫۱۶
Dy	۰٫۶۲	۰٫۱۱	۰٫۱۷	۱٫۰۲	۰٫۷۲	۰٫۲۴	۰٫۳۶	۰٫۵۸	۱٫۲۷	۰٫۰۵	۳٫۹۱	۰٫۹۴
Ho	۰٫۱۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۱۹	۰٫۱۴	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۱۳	۰٫۲۸	۰٫۰۱	۰٫۸۲	۰٫۲۴
Er	۰٫۴۱	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۵۵	۰٫۴۳	۰٫۱۳	۰٫۲۳	۰٫۳۸	۰٫۷۹	۰٫۰۳	۲٫۵	۰٫۸۵
Tm	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۱۱	۰٫۰۱	۰٫۳۵	۰٫۱۳
Yb	۰٫۳۵	۰٫۰۶	۰٫۱	۰٫۴۹	۰٫۳۶	۰٫۱	۰٫۲۶	۰٫۳۹	۰٫۶۶	۰٫۰۳	۲٫۴۲	۱٫۱
Lu	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۱۱	۰٫۰۱	۰٫۳۸	۰٫۲۱

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.7.7]

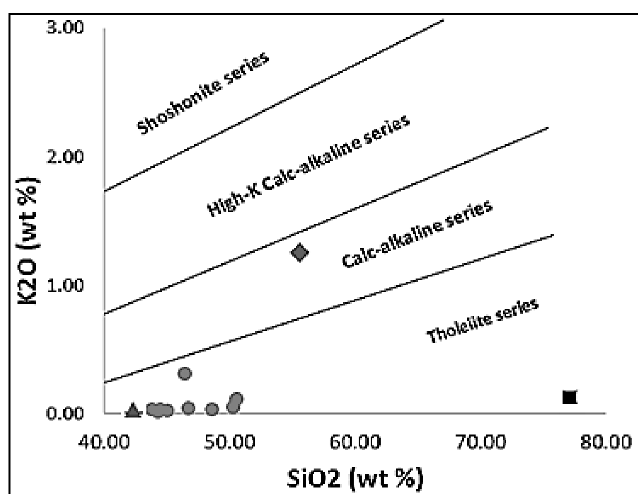
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.95]

زمین شیمی

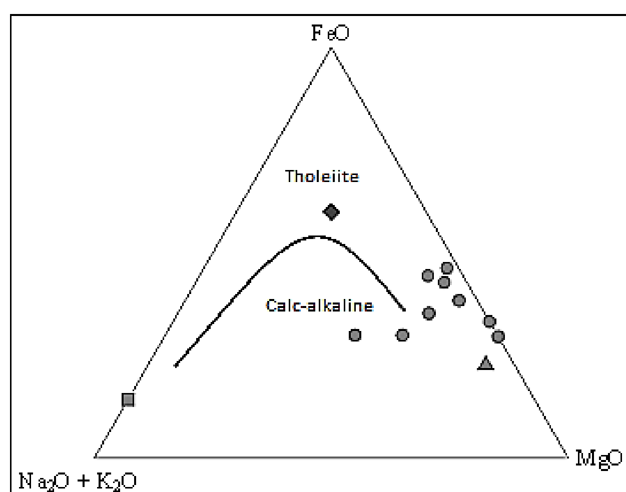
براساس نمودار رده‌بندی مجموعه قلیایی نسبت به اکسید سیلیسیم (برای مثال [۲۵،۲۴])، نمونه‌های مورد بررسی در گستره پیکروگابرو، گابرو قرار دارند، دو تا از نمونه‌ها در گستره گرانیت و دیوریت واقع شده‌اند و همه آنها جزء سری نیمه قلیایی هستند (شکل ۱۲). در نمودار SiO_2 نسبت به K_2O (شکل ۱۳)، اغلب نمونه‌های مورد بررسی مقدار پتاسیم یکنواختی داشته و بیشتر در گستره تولئیتی قرار دارند. تنها یک نمونه در گستره آهکی قلیایی واقع است. در نمودار AFM [۲۶]، بیشتر نمونه‌ها در گستره تولئیتی و تعداد کمی از آن‌ها در گستره آهکی قلیایی قرار دارند (شکل ۱۴)؛ تمایل به گستره آهکی قلیایی احتمالاً به دلیل دگرسانی است. نمونه‌های منطقه مورد بررسی غنی‌شدگی آهن فراوانی در نمودار AFM نشان نمی‌دهند. یکی از دلایل غنی‌نشدگی آهن می‌تواند دگرسانی باشد [۲۸،۲۷] که در ظاهر، این عامل در سنگ‌های منطقه نیز نقش داشته است. در نمودارهای تفکیک زمین‌ساختی [۲۹] براساس Al_2O_3، FeOt و MgO (شکل ۱۵ الف)، V-Ti نمودار [۳۰] (شکل ۱۵ ب) و نمودار Fe_2O_3 نسبت به #Mg [۳۱] (شکل ۱۶)، نمونه‌ها در میدان مُورب قرار دارند و تنها نمونه‌های پلاژیوگرانیت و دیابازها تمایل به محیط‌های قاره‌ای دارند. این تمایل شاید به دلیل حضور فلدسپار بیشتر در این سنگ‌ها و یا دگرسانی آنها باشد. نمونه‌های سنگی مورد بررسی نسبت به استانداردهای کندریت [۳۲] و گوشته اوّلیه [۳۳] بهنجار شدند (شکل‌های ۱۷ و ۱۸).



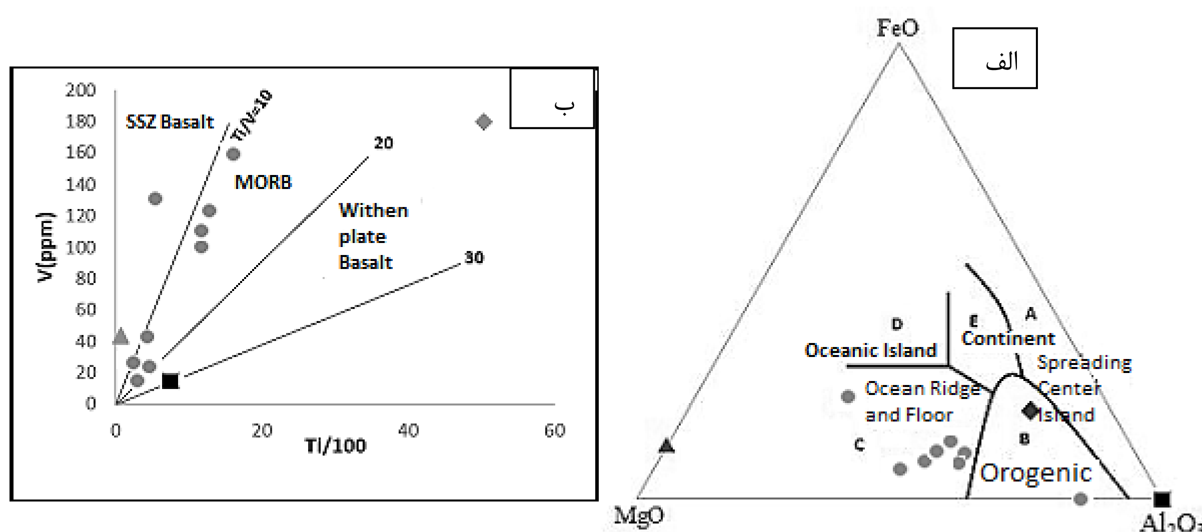
شکل۱۲ نمودار TAS (اکسیدقلیایی - سیلیس) [۲۴] و نمونه‌های منطقه مورد بررسی بر آن که بیشتر در گستره نیمه قلیایی پیکرو گابرو، گابرو و به جز دو مورد، در گستره گرانیت و دیوریت قرار دارند.



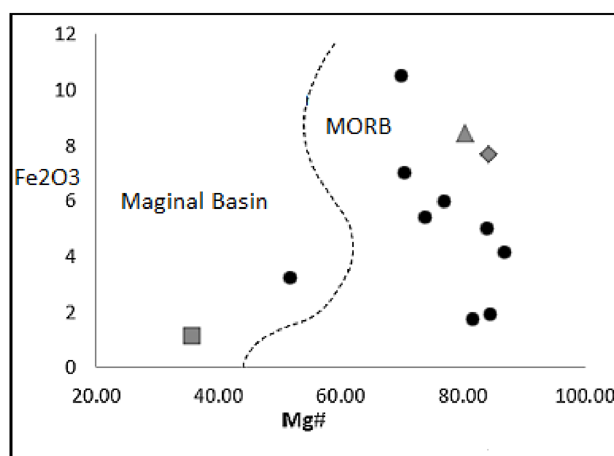
شکل۱۳ نمودار $K_2O - SiO_2$ [۲۴]، و نمونه‌های منطقه مورد بررسی بر آن که در گستره تولئیتی قرار دارند.



شکل۱۴ رسم سنگ‌های منطقه مورد بررسی در نمودار AFM[۲۵]، به منظور تفکیک مجموعه‌های آهکی قلیایی از تولئیتی که بیشتر سنگ‌ها در گستره تولئیتی قرار دارند.

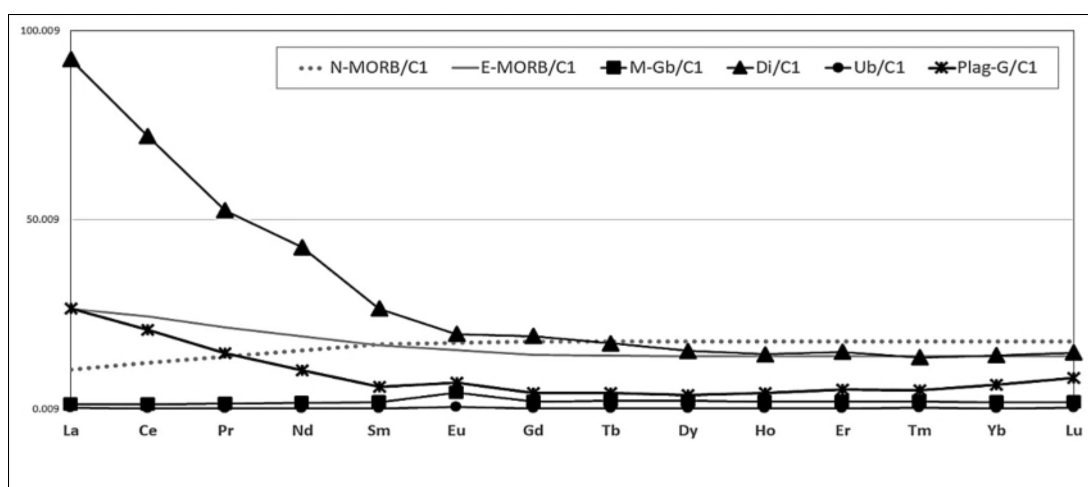


شکل۱۵ الف: نمودار Al_2O_3، FeO و MgO جهت تعیین محیط زمین ساختی از [۲۹]. ب: نمودار V در مقابل [۳۰] که بیشتر نمونه‌ها در گستره بازالت‌های پشته میان اقیانوسی قرار دارند.

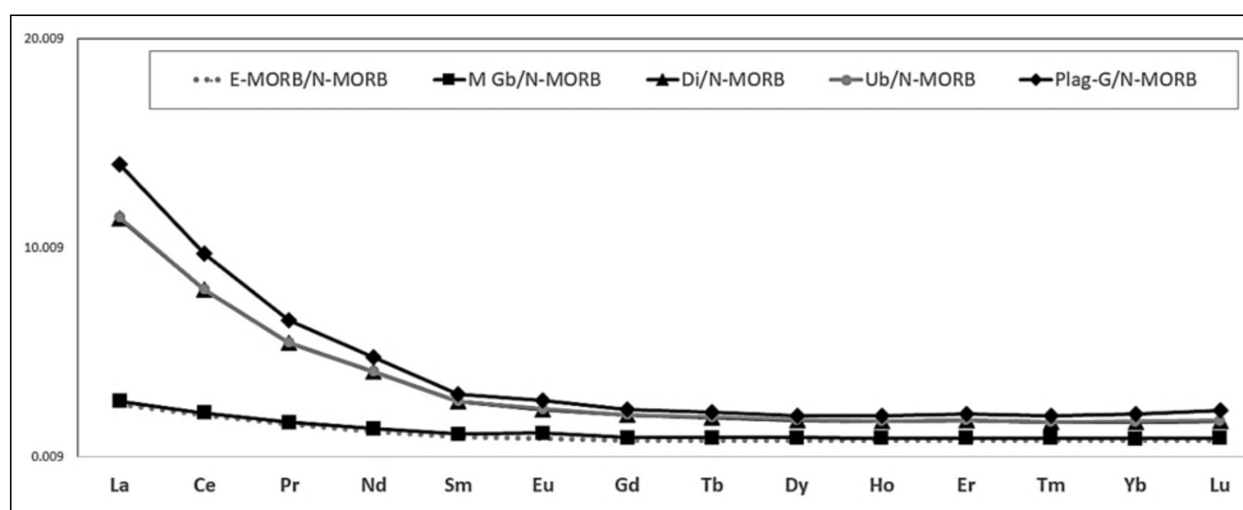


شکل ۱۶ نمودار Fe_2O_3 نسبت به #Mg [۳۱] که در آن، نمونه‌های منطقه مورد بررسی در گستره MORB قرار دارند، بـه جـز دو نمونـه کـه در گستره کرانه فعال واقع شده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.7.7]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.95]



شکل۱۷ نمودار الگوی عناصر خاکی نادر در مورب غنی‌شده و تهی‌شده، نمونه‌های منطقه مورد بررسی، بهنجار شده نسبت به کندریت C1[۳۳].



شکل۱۸ نمودار عناصر خاکی نادر مورب غنی شده و مورب تهی شده، نمونه‌های منطقه مورد بررسی، بهنجار شده نسبت به مورب تهی شده[۳۳].

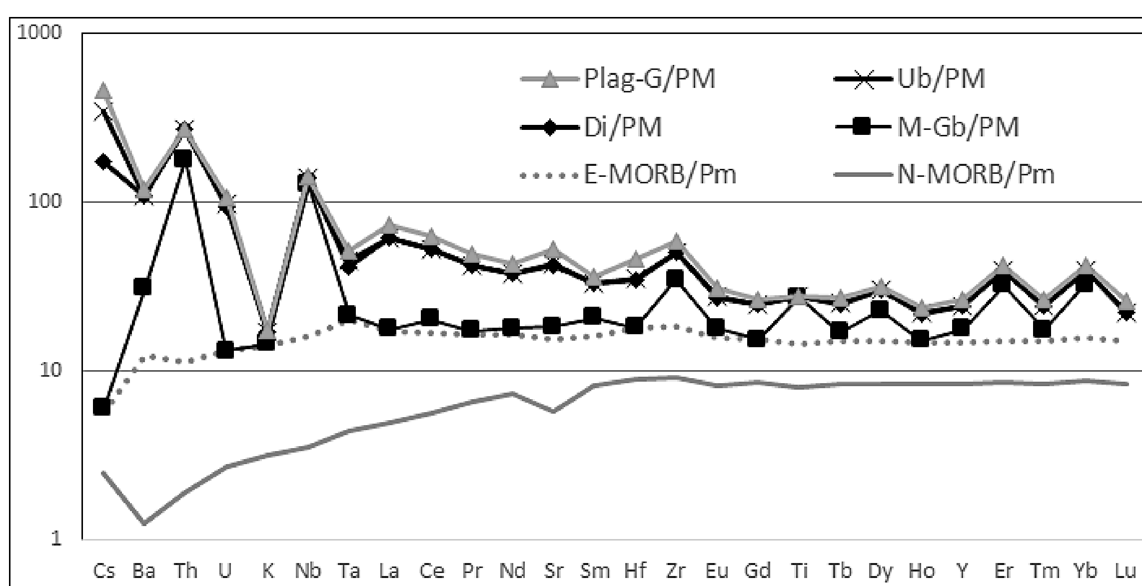
با توجه به این نمودارها، بیشتر نمونه‌های منطقه از عناصر خاکی نادر سبک (LREE)، متوسط (MREE) و سنگین (HREE)نسبت به بازالت‌های پشته میان اقیانوسی مورب عادی (N-MORB) و غنی شده (E-MORB) غنی‌شدگی بیشتری دارند. شیب عمومی REE دارای روند نزولی است که نشانگر تهی‌شدگی سنگ‌های منطقه از عناصر خاکی نادر سنگین و غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک است و روندی مشابه با E-MORB دارند. در مجموع، LREEها نسبت به HREEها غنی شده‌تر هستند. در نتیجه، نسبت‌های LREE/HREEدر سنگ‌های منطقه بالاست. این غنی‌شدگی می‌تواند به چندین عامل بستگی داشته باشد از جمله اینکه LREEها تا حدی از HREEها ناسازگارتر هستند و ممکن است به علت درصد ذوب بخشی بالا در سنگ‌های خاستگاه افزایش یافته باشند [۶]. غنی‌شدگی LREEها را می‌توان نشانه‌ای از وجود اسپینل لرزولیت در ناحیه خاستگاه دانست. کانی‌های متداول گوشته شامل اولیوین، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، گارنت و اسپینل هستند. بر این اساس، فازی که بتواند LREEها را نسبت به HREEها متمرکز کند، در گوشته وجود ندارد. بنابراین، تغییرات نسبت‌های این عناصر در ارتباط با ذوب و یا جدایش ماگمایی است. با توجه به الگوهای مجموعه‌ای مافیک و دیابازها به E-MORB، REEها می‌توانند ویژگی‌های خاستگاه را نشان دهند و به نظر می‌رسد که خاستگاه REEها در نمونه‌های منطقه مشابه با خاستگاه REEها در E-MORB باشد. با توجه

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.7.7]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.95]

به نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اوّلیه (شکل ۱۹) در می‌یابیم که همه نمونه‌های منطقه مورد بررسی از عناصر Sr، Ba ، K و Cs عناصر سنگ دوست بزرگ یون، (LILE) نسبت به E-MORB و N-MORB غنی شده‌تر هستند و نسبت به N-MORB غنی‌شدگی بیشتری در مقایسه با E-MORB دارند. به عبارتی، نمونه‌های مورد بررسی از نظر عناصر Hf, Zr, Th, Ti نسبت به N-MORB غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همه عناصر Sr, Ba, Nb, Hf, Er, Yb, Ba ناهنجاری مثبت دارند و عناصر Rb, Tm و K ناهنجاری منفی نسبت به مُورب نشان می‌دهند. این مقایسه‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های سازنده افیولیت سمسور شباهت بیشتری به E-MORB دارند.

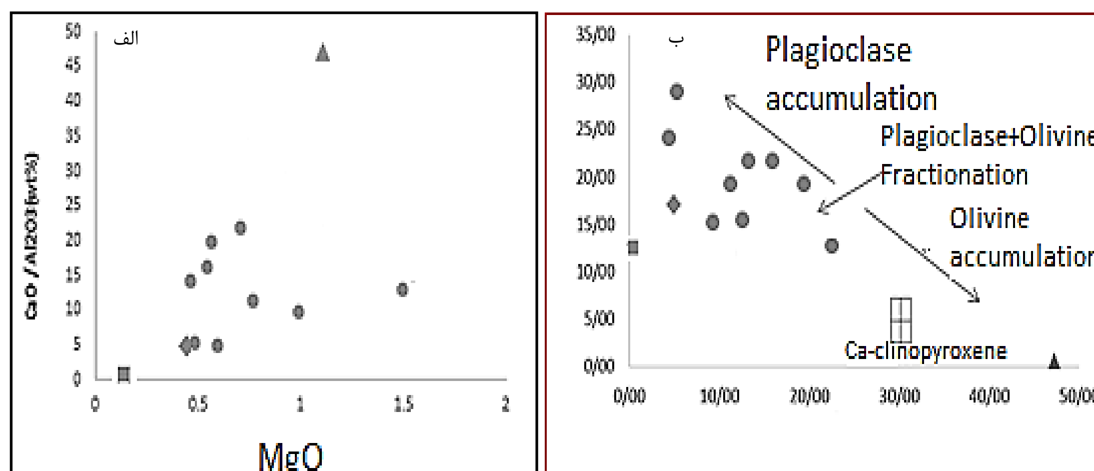
بحث

مذاب‌های با Mg#>۴۰ از مشارکت اجزای گوشته شکل می‌گیرند و مقدار MgO ماگمای اوّلیه حدود ۱۰ تا ۱۴درصد است [۲۸]. مقدار Mg# نمونه‌های سازنده افیولیت سمسور بیش از ۳۶٫۵۶ درصد است که نشانه جدایش به نسبت زیاد ماگمای سازنده آنهاست. با توجه به شکل ۲۰ الف، همبستگی معنی داری بین MgO و CaO/Al_2O_3 وجود دارد به طوری که با افزایش MgO، نسبت CaO/Al_2O_3 در نمودار افزایش نشان می‌دهد. با پیشرفت جدایش، کلسیم وارد ساختار کانی کلینوپیروکسن شده و مقدار CaO در مذاب باقیمانده کاهش و آلومینیوم نیز طی جدایش ماگما وارد ساختار پلاژیوکلاز می‌شود و مقدار آن در ماگما کاهش می‌یابد. بنابراین، نسبت فوق در حال کاهش بوده و در نتیجه در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، جدایش کلینوپیروکسن و کمتر پلاژیوکلاز وجود داشته که مقدار CaO و Al_2O_3 در ماگمای باقیمانده کم و سبب کاهش نسبت CaO/Al_2O_3 مذاب شده است. از طرفی، مقدار Al_2O_3 با افزایش MgO روند کاهشی دارد (شکل ۲۰ ب). این همبستگی منفی نشان‌دهنده جدایش اولیوین در مراحل آغازین تبلور ماگماست. با جدایش اولیوین، Mg وارد ترکیب این کانی می‌شود و از این رو، مقدار MgO طی جدایش ماگما کاهش می‌یابد. در حالی که افزایش Al_2O_3 نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز در مراحل آغازین، جدایش چندانی نداشته است. با جدایش پلاژیوکلاز، Al وارد ساختار آن می‌شود و پس از جدایش پلاژیوکلاز در ماگما مقدار این اکسید در مذاب باقی مانده کاهش می‌یابد. یکی از ویژگی‌های مشخص در سری‌های تولئیتی روند شاخص تهی‌شدگی آهن در مراحل آغازین جدایش است [۵]. تغییرات FeO* نسبت به MgO در شکل ۲۱ نشان می‌دهد که تهی شدگی آهن در مجموعه سنگی مورد بررسی از نمونه‌های مافیک به اسیدی صورت گرفته که بیانگر جدایش ماگمایی در سنگ‌های منطقه است.

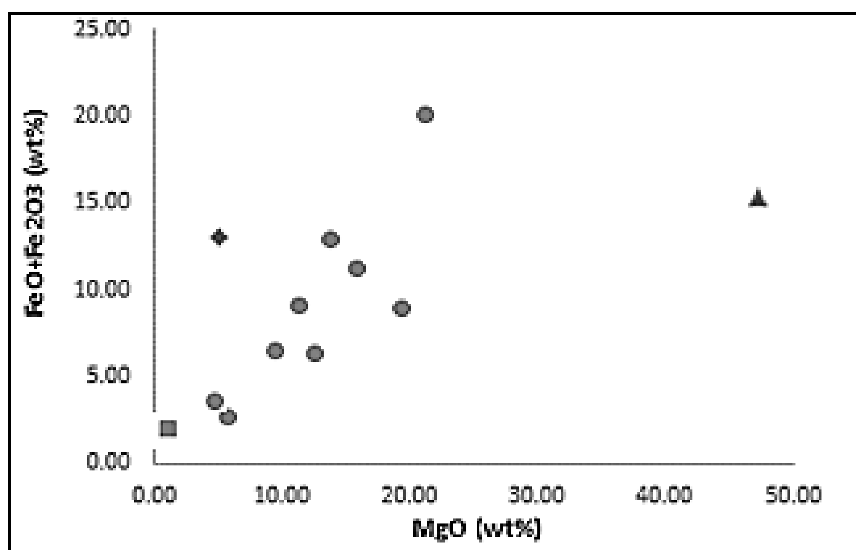


شکل۱۹ نمودار چند عنصری بهنجار شده نمونه‌های منطقه مورد بررسی همراه با مورب غنی‌شده و تهی‌شده، بهنجار شده نسبت به گوشته اوّلیه [۳۳].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.7.7]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.95]

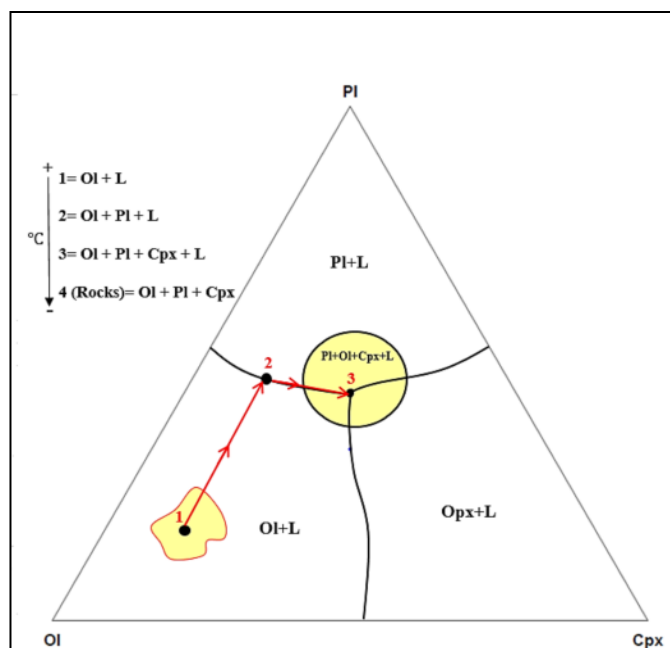


شکل ۲۰ الف: نمودار تغییرات CaO/Al_2O_3 نسبت به MgO، ب) نمودار تغییرات Al_2O_3 نسبت به MgO برای سنگ‌های منطقه مورد بررسی که نشان دهنده جدایش اولیوین و مقدار کمی پلاژیوکلاز است.

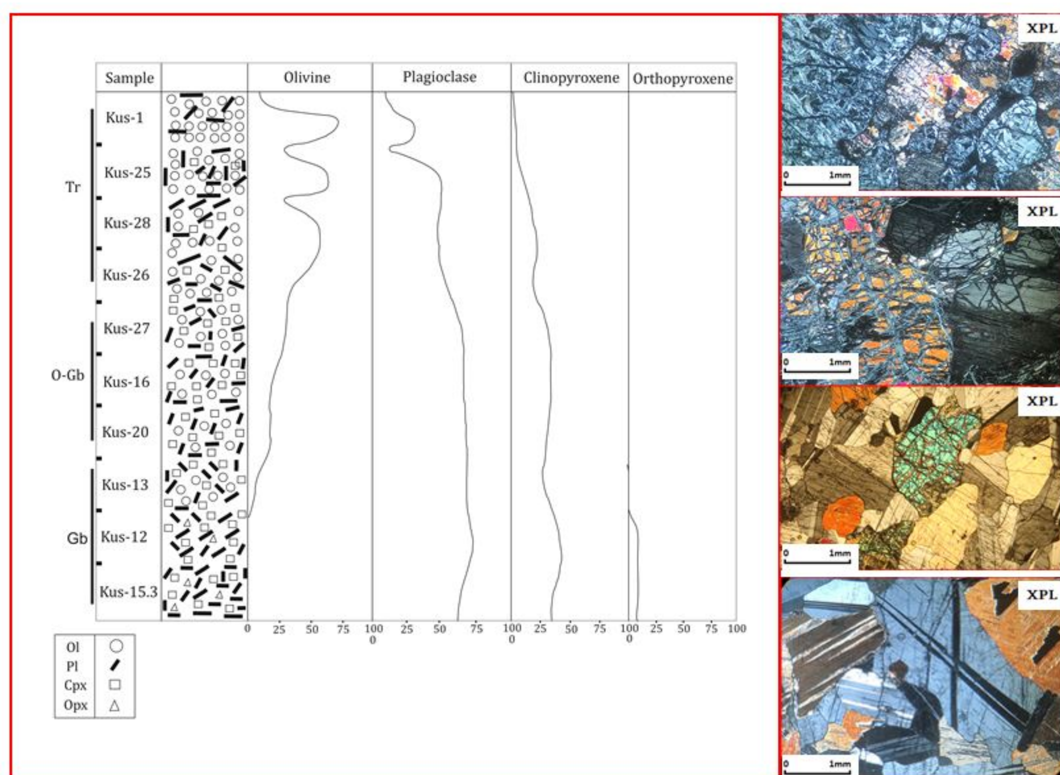


شکل ۲۱ نمودار تغییرات $FeO+Fe_2O_3$ نسبت به MgO برای سنگ‌های منطقه مورد بررسی که نشان دهنده تهی‌شدگی آهن در مراحل اوّلیه جدایش است.

مجموعه‌های مافیک منطقه دارای بافت انباشتی هستند که با بررسی توالی‌های بلورهای انباشتی در بخش گابروهای لایه‌ای ترتیب تبلوری اولیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن را نشان داده و ارتوپیروکسن به چشم نمی‌خورد. این توالی شباهت بسیاری به تبلور جدایشی ماگماهای تولئیتی پشته‌های میان اقیانوسی دارد. روند جدایش کانی‌ها در مجموعه گابروهای لایه-ای منطقه بر اساس نمودار سه تایی ساده (شکل ۲۲)، چنان است که از ماگمای اوّلیه در نقطه یک (Ol + L) طی کاهش دما، اولیوین شروع به جدایش کرده و در نقطه دو تا سه Ol + Pl + L تشکیل شده و میزان جدایش اولیوین افزایش می‌یابد. سپس، کانی پلاژیوکلاز شروع به تبلور می‌کند که سرانجام با پیشرفت جدایش، مقدار اولیوین در ماگما کم شده و پلاژیوکلاز شروع به جدایش نموده و در نقطه سه، کلینوپیروکسن نیز شروع به جدایش می‌کند و هر سه کانی Ol + Pl + Cpx + L وجود دارند. سرانجام با کاهش دما و پیشرفت جدایش در ماگما و سرد شدن آن، سه کانی Ol + Pl + Cpx در سنگ بوجود می‌آیند. این وضعیت به خوبی در مجموعه گابرویی افیولیت سمسور به چشم می‌خورد (شکل ۲۳).



شکل ۲۲ نمودار سه تایی ساده از تبلور جدایشی در سیستم Pl – Ol – Cpx در سنگ‌های مافیک انباشتی منطقه مورد بررسی.



شکل ۲۳ نمودار مقادیر درصد اولیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در مجموعه گابروهای لایه‌ای منطقه با بافت انباشتی (نمودار به ترتیب بر حسب جدایش کانی‌ها اولیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از بالا به پایین رسم شده است).

برداشت

افیولیت سمسور در مجموعه سنگ‌های وابسته به رخساره فلیش شرق ایران برونزد دارد و به نظر می‌رسد که وابسته به کرانه شرقی قطعه لوت است. این افیولیت را واحدهای مختلف گابروی (توده‌ای و لایه‌ای)، سنگ‌های پریدوتیتی و کمی پلاژیوگرانیت می‌سازند که اغلب با هم مرز گسله و به شدت

خُرد شده دارند. مهمترین واحد این افیولیت سنگ‌های گابرویی هستند که از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، اولیوین و پیروکسن تشکیل شده‌اند و بیشتر دارای بافت‌های دانه‌ای و پوست ماری هستند. بررسی‌های زمین شیمیایی این سنگ‌ها آشکار نمود که آنها می‌توانند وابسته به ماگمای تولئیتی بوده و از گوشته غنی شده (E-MORB) شکل گرفته باشند. نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی آنها نشان از وابستگی آنها به محیط‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) دارد. مقادیر عناصر خاکی نادر موجود در این نمونه‌ها شباهت بسیاری به E-MORB دارند. بررسی توالی‌های بلورهای انباشتی در گابروهای لایه‌ای ترتیب تبلوری اولیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن را نشان می‌دهد و ارتوپیروکسن به چشم نمی‌خورد. این توالی شباهت بسیاری به تبلور جدایشی ماگماهای تولئیت پشته‌های میان اقیانوسی دارد.

قدردانی

نویسندگان مقاله از زحمات سردبیر محترم مجله، هیات تحریریه و نظرات و پیشنهادات بسیار سازنده داوران محترم کمال قدردانی و تشکر را دارند.

مراجع

[1] White A.J. R., *“The subduction initiation rule: a key for linking ophiolite, intra-oceanic fore arcs, and subduction initiation”*, Contributions of Mineralogy and Petrology, 4 (2013), 1031–1045.

[2] Moore E.M., *“Origin and emplacement of ophiolites”*, Journal of Geology, 83(1995), 735-760.

[3] Coleman R. G., *“Ophiolites, Ancient oceanic lithosphere?”*, Springer Verlag, Berlin, (1977), 299.

[4] Steinmann G., *“Die ophiolite hischen zone in den Mediterranen kettengebirgen”*, 14th International Geological Congress, 2(1927), 637-668.

[5] Wilson M., *“Igneous perogenesis, A Global Tectonic Approach”*, Chapman and Hall, (1989)466p.

[6] Winter J., *"An introduction to igneous and metamorphic petrology”*, Pearson Prentice Hall, (2010), 702.

[7] Dilek Y., Furnes H., *“Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere”,* Geological Society of America Bulletin, 123(2011), 387–411.

[8] Manatschal G., Müntener O., *“A type sequence across an ancient magmapoor ocean–continent transition: The example of the western Alpine Tethys ophiolites”*, Tectonophysics, 473(2009), 4-19.

[9] Dilek Y., Furnes H., *“Ophiolites and their origins”*, Elements, 10(2014), 93–100.

[10] Nicolas A., Budahn F., *“Rooting of the sheeted dike complex in the Oman Ophiolite”,* Petrology and Structural Geology, 5(1993), 39-54.

[11] Nicolas A., *“Structures in ophiolite and dynamics of oceanic lithosphere”*, 1st edition, Kluwer Academic Publishers Dordrecht, 23(1989) 418-516.

[12] Dilek Y., *“Ophiolite concept and its evolution. In: Dilek, Y., Newcomb, S. (Eds.), Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought”*, Geological Society of American, Special Paper, 373(2003), 1–16.

[13] Arvin M., Robinson P.T., *“The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft ophiolitic mélange, Southwest of Kerman, Iran”,* Canadain journal of Earth Sciences, 31(1994), 824–834.

[14] Stöcklin J., *“Structural correlation of the Alpine range between Iran and Central Asia”*, Memoire Hors-Serie No.8, de la Societe Geologique de la France, 8(1977)333-353.

[15] Takin M., *“Iranian geology and continental drift in Middle east”*, G.S.I., Note N 81.Tectonophysics, 123(1972), 241–315.

[16] Stocklin J., *“Possible ancient continental margins in Iran”*, In: Burke, C.A., Drake, C.L. (Eds.), The geology of continental margins Springer. NewYork, 16(1974), 873–887.

[17] McCall G.J.H., *“The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran”,* Journal of Asian Earth Sciences, 15(1997), 517-531.

[18] Alavi M., *“Sedimentary and structural characteristics of the Paleo -Tethys remnants in northe astern Iran”*, Geological Society of American Bulletin, 103(1991),983-992.

rocks", Canadian Journal of Earth Science, 8(1971), 523-548.

[27] Medvedive A.Y., Mukhamedov A.l., Kirda N.P., *"Geochemistry of Permo-Triassic volcanic rocks of West Siberia"*, Russian Geophysics, 44(2003), 86-100.

[28] Wilson M., *"Igneous petrogenesis"*, Springer Verlag, London, (2007), 466pp.

[29] Pearce J. A., Gorman B.E., Birkett T.C., *"The reiationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks"*, Earth and Planetary Science Letters, 36(1977), 121-132.

[30] Shervais J.W., *"Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolite lavas"*, Earth and Planetary Science Letters, 57(1982), 101-108.

[31] Sunders A.D., Tamey J., *"Back-arc basines",* In: Floyd, PA (ed) Oceanic Basalts Blackie, Glasgow, 18(1991), 219-263.

[32] Boynton W.V., *"Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), Rare Earth Element Geochemistry"*, Elsevier, Amsterdam, (1984), 63–114.

[33] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implicatications for mantle composition and processes In: Saunders A.D. and Norry M.J. (eds.), Magmatism in ocean basins"*, Geological Society of London Special Publications, 42(1989), 313-345.

[19] Knipper A., Ricou L.E., Dercourt J., *"Ophiolite indicators of the geodynamic evoloution tethyan Ocean"*, Tectonophysics, 123(1986)213-240.

[20] Sahandi M. R., Mohajjel M., Eghlimi B., Nezhad J., *"1/100000 geological map of Hasanabad-e-Kurin"*, Geological Survey of Iran, (1978).

[21] Carr M., *"Program Igpet",* Terra Softa, Somerset, New Jersey, U.S.A, (1995).

[22] Janousek V., Geist D. J., White C. M., *"A quickbasic program for petrochemical re-calculation of whole-rock major element analyses on IBMPC"*, Journal of the Czech Geological Society, 46(2001),9-13.

[23] Ghodsi R., Boomari M., Bagheri S., *"Geochemistry zircon U-Pb age and tectonic constraints on the Bazman granitoid complex, Southeast Iran"*, Turkish Journal of Earh Sciences, 25(2016), 311-340.

[24] Cox K. G., Bell J.D., Pankhurts R. J., *"The interpretation of igneous rocks"*, George Allen and Unwin,(1979), 450p.

[25] Le Bas M.J., Le Maiter R.W., *"Streckeisen A, and Zanetti, B, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali- silica diagram"*, Journal of Petrology, 27(1986), 745-750.

[26] Irvine T.N., Baragar W.R.A., *"A guide to the chemical classification of the common volcanic*